



**APLIKASI METODE VLF UNTUK IDENTIFIKASI
POLA ALIRAN SUNGAI BAWAH TANAH DAERAH
KARST NGARGOHARJO WONOGIRI**

Skripsi

disusun sebagai salah satu syarat
untuk memperoleh gelar Sarjana Sains
Program Studi Fisika

oleh

Edu Dwiadi Nugraha

4211413012

JURUSAN FISIKA

FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM

UNIVERSITAS NEGERI SEMARANG

2018

PERSETUJUAN PEMBIMBING

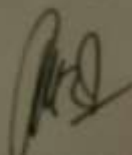
Skripsi dengan "Aplikasi Metode VLF untuk Identifikasi Pola Aliran Sungai Bawah Tanah Daerah Karst Ngargobayun Wonorejo" telah disetujui oleh pembimbing untuk diajukan ke sidang Panitia Ujian Skripsi Jurusan Fisika Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam.

Hari : Senin

Tanggal : 8 Januari 2018

Semarang, 8 Januari 2018

Pembimbing 1



Dr. Khumaedi, M.Si

196306101989031002

Pembimbing 2



Drs. Hadi Susanto, M.Si

195308031980031003

PERNYATAAN

Saya menyatakan bahwa skripsi ini yang berjudul "Aplikasi Metode VLF untuk Identifikasi Pola Aliran Sungai Bawah Tanah Daerah Karst Ngargoharjo Wonogiri" bebas plagiat, dan apabila di kemudian hari terbukti terdapat plagiat dalam skripsi ini, maka saya bersedia menerima sanksi sesuai ketentuan peraturan perundang-undangan.

Semarang, 8 Januari 2018



Edu Dwiadi Nugraha

4211413012

PENGESAHAN

Skripsi yang berjudul

APLIKASI METODE VLF UNTUK IDENTIFIKASI POLA ALIRAN
SUNGAI BAWAH TANAH DAERAH KARST NGARGOHARJO
WONOGIRI

dibuat oleh

Edu Dwiadi Nugraha

4211413012

telah dipertahankan di hadapan sidang Panitia Ujian Skripsi FMIPA UNNES pada
tanggal **08 JAN 2018**

Panitia:



Prof. Dr. Zaenuri, S.E., M.Si., Akt.
NIP. 196412231988031001

Sekretaris

Dr. Suharto Lirawih, M.Si.
NIP. 196807141996031005

Ketua Penguji

Drs. Nugrah Made Darma Putra, M.Si., Ph.D.
NIP. 196702171992031002

Anggota Penguji/
Pembimbing I

Drs. Khumaedi, M.Si.
NIP. 196306101999011002

Anggota Penguji/
Pembimbing II

Drs. Hadi Susanto, M.Si.
NIP. 195308031980031003

MOTTO DAN PERSEMBAHAN

Motto:

- Allah tidak akan membebani seseorang, melainkan sesuai dengan kesanggupannya (Q.S Al Baqarah: 286)
- Sebaik-baiknya ilmu adalah yang memberikan manfaat bagi diri sendiri dan orang lain
- Keberhasilan hanya akan diperoleh saat mencobanya bukan memikirkannya.

Skripsi ini kupersembahkan kepada:

1. Bapak Sayoga, Ibu Sulastri, dan kakak Riko Risna Pratama terima kasih atas do'a dan kasih sayangnya serta motivasi dan nasehat yang selalu diberikakan kepada penulis;
2. Kelompok Studi Geofisika (KSGF) Unnes 2013 yang telah membantu dalam penelitian;
3. Eva Nurjanah yang telah meluangkan waktu membantu dalam penyusunan skripsi;
4. Hardiyanto, Bendot dan Mas Suhari yang telah membantu proses akuisisi data dan memberikan pengetahuan tentang VLF;
5. Teman-teman Jurusan Fisika 2013 terimakasih atas kebersamaan dan semangat yang kalian berikan.

PRAKATA

Bismillahirrahmannirahim

Assalamualaikum Wr. Wb.

Puji syukur Alhamdulillah atas limpahan rahmat dan karunia-Nya sehingga penulis dapat melaksanakan penelitian dan menyelesaikan penyusunan skripsi yang berjudul **“Aplikasi Metode VLF untuk Identifikasi Pola Aliran Sungai Bawah Tanah Daerah Karst Ngargoharjo Wonogiri”**.

Penulis menyadari bahwa skripsi ini tidak akan terselesaikan dengan baik tanpa adanya partisipasi dan bantuan dari berbagai pihak. Oleh karena itu, pada kesempatan ini penulis mengucapkan terimakasih kepada:

1. Bapak, Ibu, dan Kakak yang telah memberikan doa, dukungan moril, dan finansial kepada penulis;
2. Prof. Dr. Fathur Rokhman, M.Hum., Rektor Universitas Negeri Semarang;
3. Prof. Dr. Zaenuri, S.E., M.Si., Akt., Dekan Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam Universitas Negeri Semarang;
4. Dr. Suharto Linuwih, M.Si., Ketua Jurusan Fisika Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam Universitas Negeri Semarang;
5. Dr. Mahardika Prasetya Aji, M.Si., Ketua Program Studi Fisika Universitas Negeri Semarang;
6. Prof. Dr. Supriyadi, M.Si., Dosen wali yang selalu memberikan semangat dan dukungan kepada penulis;

7. Dr. Khumaedi, M.Si., Dosen pembimbing I yang telah memberikan bimbingan, arahan, saran dan motivasi dalam penyusunan skripsi;
8. Drs. Hadi Susanto, M.Si., Dosen pembimbing II yang telah memberikan arahan, bimbingan dan saran kepada penulis;
9. Drs. Ngurah Made Darma Putra, M.Si., Ph.D. Kepala laboratorium fisika yang telah memberikan fasilitas dalam melaksanakan penelitian;
10. Teman-teman KSGF Unnes yang telah membantu dan memberikan dukungan;
11. Teman-teman program studi fisika angkatan 2013 yang selalu memberikan semangat.

Penulis menyadari bahwa skripsi ini masih jauh dari sempurna. Oleh karena itu, kritik dan saran sangat diharapkan untuk kesempurnaan penulisan selanjutnya. Semoga skripsi ini dapat memberikan manfaat bagi penulis pada khususnya, lembaga, masyarakat dan pembaca pada umumnya.

Semarang, 8 Januari 2018

Edu Dwiadi Nugraha

ABSTRAK

Nugraha, E., D. 2017. *Aplikasi Metode VLF untuk Identifikasi Pola Aliran Sungai Bawah Tanah Daerah Karst Ngargoharjo Wonogiri*. Skripsi, Jurusan Fisika Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam Universitas Negeri Semarang. Pembimbing Pertama Dr. Khumaedi, M.Si. dan Pembimbing Kedua Drs. Hadi Susanto, M.Si.

Kata kunci : VLF, Karst, Pola Aliran, Sungai Bawah Tanah.

Kajian potensi sungai bawah tanah sangat diperlukan sebagai upaya mengatasi masalah kekeringan pada daerah karst di Desa Ngargoharjo Wonogiri. Penelitian ini bertujuan mengidentifikasi pola aliran sungai bawah di Desa Ngargoharjo berdasarkan struktur bawah permukaan. Metode yang digunakan adalah metode *very low frequency* (VLF) sudut kemiringan (*tilt angle mode*) sebanyak lima lintasan pengukuran dengan panjang tiap lintasan 700 meter dan terdiri dari 37 titik pengukuran. Berdasarkan hasil penelitian diperoleh nilai rapat arus ekivalen (RAE) dengan rentang 10% sampai 35% yang diinterpretasikan sebagai anomali konduktif berupa sungai bawah tanah. Sungai bawah tanah di Desa Ngargoharjo memiliki pola aliran yang dimulai dari sumber air di Dusun Gedangan mengalir ke Barat Daya menuju Luweng Pakel Kopek. Sungai bawah tanah yang ada merupakan bagian hulu dari anak sungai sehingga debitnya relatif kecil.

ABSTRACT

Nugraha, E., D. 2017. *Application Metode Very Low Frequency (VLF) for identification Flow Pattern of Underground River Karst Regional in the Village Ngargoharjo Wonogiri*. Final Assignment, Department of Physics, Faculty of Mathematics and Natural Sciences, Semarang State University. First Advisor Dr. Khumaedi, M.Si. and Second Advisor Drs. Hadi Susanto, M.Si.

Keywords: VLF, Karst, Underground River Flow Patterns, Wonogiri.

Study of potential underground river is indispensable as an effort to resolve the problem of drought in the karst area in the village of Ngargoharjo Wonogiri. This study aimed to identify the pattern flow of underground river in the Village Ngargoharjo based subsurface structures. The method used is a method of very low frequency (VLF) mode tilt angle measurement with five tracks each track 700 meters long and consists of 37 measurement points. Based on the results obtained RAE value in the range of 10% to 35% which is interpreted as a conductive anomaly in the form of an underground river. Underground river in the village of Ngargoharjo have a flow pattern that starts from the water source in the village Gedangan flowing to the Southwest toward Pakel Luweng Kopek. Underground river that is a tributary upstream of the relatively small so that debits.

DAFTAR ISI

HALAMAN JUDUL.....	i
PERSETUJUAN PEMBIMBING.....	ii
PERNYATAAN.....	iii
HALAMAN PENGESAHAN.....	iv
MOTTO DAN PERSEMBAHAN.....	v
PRAKATA.....	vi
ABSTRAK.....	viii
DAFTAR ISI.....	x
DAFTAR TABEL.....	xiii
DAFTAR GAMBAR.....	xiv
DAFTAR LAMPIRAN.....	xvi
BAB 1 PENDAHULUAN	
1.1 Latar Belakang.....	1
1.2 Rumusan Masalah.....	3
1.3 Tujuan.....	3
1.4 Manfaat.....	4
1.5 Batasan Masalah	4
1.6 Sistematika Penulisan.....	4
1.6.1 Bagian Awal.....	4
1.6.2 Bagian Isi.....	5
1.6.3 Bagian Akhir.....	5
BAB 2 TINJAUAN PUSTAKA	
2.1 Geologi Regional.....	6
2.2 Karst.....	9
2.2.1 Sifat Daerah Karst.....	10

2.2.2 Jenis Sumber Air Kawasan Karst.....	10
2.2.2.1 Sumber Air Permukaan.....	10
2.2.2.2 Sumber Air Bawah Tanah.....	11
2.3 Karstifikasi.....	11
2.3.1 Faktor Pengontrol.....	12
2.3.1.1 Batuan Berkarbonat Tinggi.....	12
2.3.1.2 Curah Hujan.....	13
2.3.1.3 Drainase.....	13
2.3.2 Faktor Pendorong.....	14
2.3.2.1 Temperatur.....	14
2.3.2.2 Penutupan Hutan.....	14
2.4 Resapan Air Tanah.....	15
2.5 Sistem Hidrologi Karst.....	16
2.6 Sungai Bawah Tanah.....	20
2.7 Metode VLF.....	22
2.7.1 Dasar Teori Metode VLF.....	24
2.7.2 Perambatan Gelombang pada Metode VLF.....	25
2.7.3 Fase dan Elliptisitas.....	27
2.7.4 Tilt dan Ellips.....	28
2.7.5 Mode Pengukuran.....	29
2.7.5.1 <i>Tilt Angle</i>	30
2.7.5.2 <i>Resistivity</i>	31
2.7.6 <i>Noise</i> Pengukuran.....	32
2.7.7 Filter Fraser dan Filter Krous Hjelt.....	32
2.7.7.1 Filter Fraser	32
2.7.7.2 Filter Krous Hjelt.....	33

BAB 3 METODE PENELITIAN	
3.1 Waktu dan Tempat Penelitian.....	35
3.1.1 Waktu Penelitian.....	35
3.1.2 Tempat Penelitian	35
3.2 Alat dan Bahan Penelitian.....	36
3.3 Prosedur Penelitian.....	37
3.3.1 Persiapan Penelitian.....	37
3.3.2 Pelaksanaan Penelitian.....	37
3.3.3 Pengolahan Data.....	39
3.3.3.1 Langkah-Langkah Penggunaan <i>Software Surfer</i>	40
3.3.3.2 Langkah-Langkah Penggunaan <i>Software CorelDraw</i> ..	42
3.4 Diagram Alir Penelitian.....	45
BAB 4 HASIL DAN PEMBAHASAN	
4.1 Hasil Penelitian.....	46
4.1.1 Pengolahan Tilt dan Elliptisitas.....	46
4.1.2 Fraser Derivatif dan Rapat Arus Ekuivalen (RAE).....	55
4.1.3 Model 2D RAE.....	62
4.1.4 Model 3D RAE.....	64
4.2 Pembahasan.....	66
BAB 5 PENUTUP	
5.1 Simpulan.....	70
5.2 Saran.....	70
DAFTAR PUSTAKA.....	72
LAMPIRAN.....	75

DAFTAR TABEL

Tabel	Halaman
2.1 Porositas berbagai material batuan.....	19
2.2 Frekuensi pemancar VLF di bumi.....	23
3.1 Parameter akuisisi data metode VLF	37

DAFTAR GAMBAR

Gambar	Halaman
2.1 Peta geologi daerah penelitian	8
2.2 Skema proses pelarutan batu gamping	12
2.3 Pengaruh faktor-faktor karstifikasi terhadap proses pelarutan.....	15
2.4 Aliran <i>Diffuse</i> dan <i>Conduit</i> pada daerah karst	18
2.5 Tipe porositas pada karst dan non karst	20
2.6 Sungai bawah tanah gua cerme Gunungkidul	21
2.7 Peta letak pemancar VLF yang ada di dalam bumi.....	22
2.8 Prinsip kerja metode VLF	25
2.9 Hubungan fase gelombang primer P dan gelombang sekunder S.....	28
2.10 Hubungan fase gelombang P dan S serta parameter polarisasi ellip.....	28
2.11 Ilustrasi pengukuran mode sudut tilt	30
2.12 Ilustrasi pengukuran mode resistivitas	31
3.1 Peta lokasi penelitian.....	35
3.2 Satu set T-VLF.....	36
3.3 Peta desain survei penelitian	38
3.4 Tampilan jendela program <i>Surfer</i>	40
3.5 Tampilan Krigging data penelitian.....	41
3.6 Tampilan pemetaan Grid Data	41
3.7 Jendela <i>Fill Colors</i> dan <i>Color Scale</i>	42
3.8 Tampilan jendela program <i>CorelDraw</i>	42
3.9 Tampilan <i>base layer</i> pada program <i>CorelDraw</i>	43
3.10 Tampilan <i>base layer</i> dengan koordinat dan kedalaman.....	43
3.11 Model <i>pseudo</i> 3D	44
3.12 Diagram alir penelitian.....	45

4.1 Pengambilan data di titik ukur	47
4.2 Luweng pakel kopek	48
4.3 Grafik hubungan tilt dan ellips terhadap panjang lintasan pengukuran pada lintasan 1	49
4.4 Grafik hubungan tilt dan ellips terhadap panjang lintasan pengukuran pada lintasan 2	50
4.5 Grafik hubungan tilt dan ellips terhadap panjang lintasan pengukuran pada lintasan 3	51
4.6 Sumber air di Dusun Gedangan	52
4.7 Grafik hubungan tilt dan ellips terhadap panjang lintasan pengukuran pada lintasan 4	53
4.8 Batuan gamping terumbu dan bauan gamping berlapis pada lintasan pengukuran ke-5	54
4.9 Grafik hubungan tilt dan ellips terhadap panjang lintasan pengukuran pada lintasan 5	55
4.10 Perbandingan grafik fraser derivatif dengan pola kontur RAE pada lintasan pertama.....	57
4.11 Perbandingan grafik fraser derivatif dengan pola kontur RAE pada lintasan kedua	59
4.12 Perbandingan grafik fraser derivatif dengan pola kontur RAE pada lintasan ketiga.....	60
4.13 Perbandingan grafik fraser derivatif dengan pola kontur RAE pada lintasan keempat	61
4.14 Perbandingan grafik fraser derivatif dengan pola kontur RAE pada lintasan kelima.....	62
4.15 Model 2D nilai RAE pada lokasi pengukuran	63
4.16 Model <i>pseudo</i> 3D nilai RAE pada lokasi pengukuran	65

DAFTAR LAMPIRAN

Lampiran	Halaman
Lampiran 1. Penurunan Persamaan Maxwell.....	75
Lampiran 2. Peta Geologi Lembar Surakarta-Giritontro	80
Lampiran 3. Foto Akuisisi Data	81
Lampiran 4. Surat Keputusan Penetapan Dosen Pembimbing.....	84

BAB 1

PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Wonogiri merupakan wilayah di Jawa Tengah yang memiliki beragam keindahan alam, salah satunya adalah kawasan karst. Kawasan karst adalah suatu wilayah dengan sistem hidrologi yang unik dimana batuan penyusunnya memiliki porositas sekunder yang berkembang dengan baik (Ford & William, 2007). Keunikan kawasan karst juga terlihat pada geomorfologinya yang memperlihatkan berbagai macam bentuk khusus seperti *uvala*, *polje*, *pinnacle*, luweng, perbukitan, serta terbentuknya gua-gua di bawah permukaan tanah. Kawasan karst Wonogiri termasuk dalam Geopark Gunung Sewu yang merupakan bagian dari pegunungan selatan di Pulau Jawa. Geopark Gunung Sewu terbentang dari Pantai Parangtritis Daerah Istimewa Yogyakarta hingga Teluk Pacitan Provinsi Jawa Timur. Kawasan Geopark Gunung Sewu merupakan kawasan karst yang dikenal dengan fenomena karstnya yang terdiri dari 40 ribu lebih bukit batu gamping dengan keragaman flora, fauna hingga keindahan alamnya.

Sistem hidrologi pada kawasan karst dikatakan unik karena potensi air di bawah permukaan lebih mendominasi dibandingkan dengan air permukaannya. Batuan penyusun kawasan karst adalah batuan yang memiliki kandungan karbonat yang sangat tinggi dan mudah larut dalam air yang berifat asam. Proses pelarutan menyebabkan terbentuknya rongga-rongga pada batuan dengan diameter cukup

besar baik di permukaan ataupun di bawah permukaan, sehingga ketika hujan turun air tidak tertahan di permukaan tetapi langsung diteruskan ke dalam tanah melalui rongga-rongga tersebut (Kusumayudha, 2005). Ketersediaan air permukaan pada kawasan karst menjadi sangat kecil karena air akan lebih banyak berada di bawah permukaan tanah dan terakumulasi di dalam rongga-rongga besar atau gua yang disebut dengan sungai bawah tanah.

Desa Ngargoharjo merupakan salah satu kawasan karst di Wonogiri yang selalu mengalami kekeringan. Desa Ngargoharjo tercatat oleh Badan Penanggulangan Bencana Daerah (BPBD) Kabupaten Wonogiri sebagai salah satu desa yang sering dilanda bencana kekeringan. Masyarakat Desa Ngargoharjo sangat bergantung pada air hujan untuk memenuhi kebutuhan akan air bersih, sehingga pada musim kemarau masyarakat mengalami kesulitan untuk memenuhi kebutuhan air bersih. Kawasan karst memang terlihat tandus di permukaan, namun sebenarnya kawasan karst memiliki potensi air tanah yang cukup besar dalam bentuk sungai-sungai bawah tanah yang memiliki pola aliran seperti sungai di permukaan. Pola aliran sungai-sungai bawah tanah tersebut tidak dapat diketahui dari permukaan, sehingga akan sulit untuk menentukan lokasi pengambilan air tanah (pengeboran), oleh sebab itu perlu dilakukan sebuah penelitian untuk mengidentifikasi lokasi sungai dan pola aliran sungai bawah tanah tersebut agar dapat dilakukan eksploitasi (pengeboran).

Metode yang biasa digunakan untuk memetakan pola aliran sungai bawah tanah adalah metode *very low frequency* (VLF). Metode *very low frequency* (VLF) adalah metode geofisika yang memanfaatkan gelombang elektromagnet

dengan frekuensi rendah. Gelombang elektromagnet yang dipancarkan oleh pemancar VLF akan menginduksi batuan dan menghasilkan medan magnet sekunder yang merepresentasikan konduktivitas batuan di bawah permukaan tanah. Air memiliki konduktivitas yang lebih tinggi dibandingkan material di sekitarnya yang berupa batu gamping, sehingga pola dari sungai bawah tanah dapat diidentifikasi dengan melihat kontras konduktivitas yang terbentuk. Berdasarkan uraian latar belakang di atas, maka perlu dilakukan suatu penelitian untuk mengidentifikasi pola aliran sungai bawah tanah daerah karst di Desa Ngargoharjo untuk memperoleh informasi tentang keberadaan sungai bawah tanah dan pola alirannya sebelum dilakukan proses eksploitasi.

1.2 Rumusan Masalah

Sesuai dengan latar belakang di atas, maka dapat dirumuskan suatu permasalahan dalam penelitian yakni, bagaimana pola aliran sungai bawah tanah berdasarkan struktur bawah permukaan di kawasan karst Desa Ngargoharjo Kecamatan Giritontro Kabupaten Wonogiri.

1.3 Tujuan

Penelitian ini bertujuan untuk mengidentifikasi pola aliran sungai bawah tanah di kawasan karst Desa Ngargoharjo Kecamatan Giritontro Kabupaten Wonogiri.

1.4 Manfaat

Manfaat utama dari penelitian ini adalah memberikan informasi mengenai potensi air tanah dalam bentuk sungai bawah tanah di Desa Ngargoharjo Giritontro Kabupaten Wonogiri sehingga dapat dijadikan rujukan dalam pengambilan air tanah. Penelitian ini juga diharapkan mampu memberikan sumbangsih dalam perkembangan ilmu pengetahuan, selain itu penelitian ini juga diharapkan dapat dijadikan referensi untuk penelitian berikutnya.

1.5 Batasan Masalah

Masalah dalam penelitian ini dibatasi pada:

1. Metode yang digunakan dalam penelitian ini adalah metode *very low frequency mode* sudut tilt.
2. Lokasi penelitian di kawasan karst Desa Ngargoharjo Kecamatan Giritontro Kabupaten Wonogiri.

1.6 Sistematika Penulisan

Sistematika penyusunan skripsi ini terdiri dari tiga bagian, yaitu bagian awal, bagian isi dan bagian akhir. Adapun bagian-bagiannya sebagai berikut.

1.6.1 Bagian Awal

Bagian Awal berisi tentang halaman judul, pernyataan, pengesahan, persembahan, motto, prakata, abstrak, daftar isi, daftar tabel, daftar gambar, dan daftar lampiran.

1.6.2 Bagian Isi

Bagian isi terdiri dari 5 bab, yaitu:

1.6.2.1 Bab 1 Pendahuluan

Terdiri atas penjelasan tentang latar belakang, rumusan masalah, tujuan penelitian, manfaat penelitian, batasan penelitian dan sistematika penulisan.

1.6.2.2 Bab 2 Tinjauan Pustaka

Berisi tentang teori-teori dasar mengenai karst dan metode VLF.

1.6.2.3 Bab 3 Metode Penelitian

Berisi tentang diagram alir penelitian, waktu dan lokasi penelitian, perlengkapan penelitian, penjelasan akuisisi data lapangan, dan penjelasan pengolahan data serta interpretasi data.

1.6.2.4 Bab 4 Hasil dan Pembahasan

Berisi hasil analisis dan pembahasannya yang disajikan dalam rangka menjawab permasalahan dalam penelitian.

1.6.2.5 Bab 5 Penutup

Berisi kesimpulan dan saran.

1.6.3 Bagian Akhir

Bagian akhir berisi daftar pustaka dan lampiran.

BAB 2

TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Geologi Regional

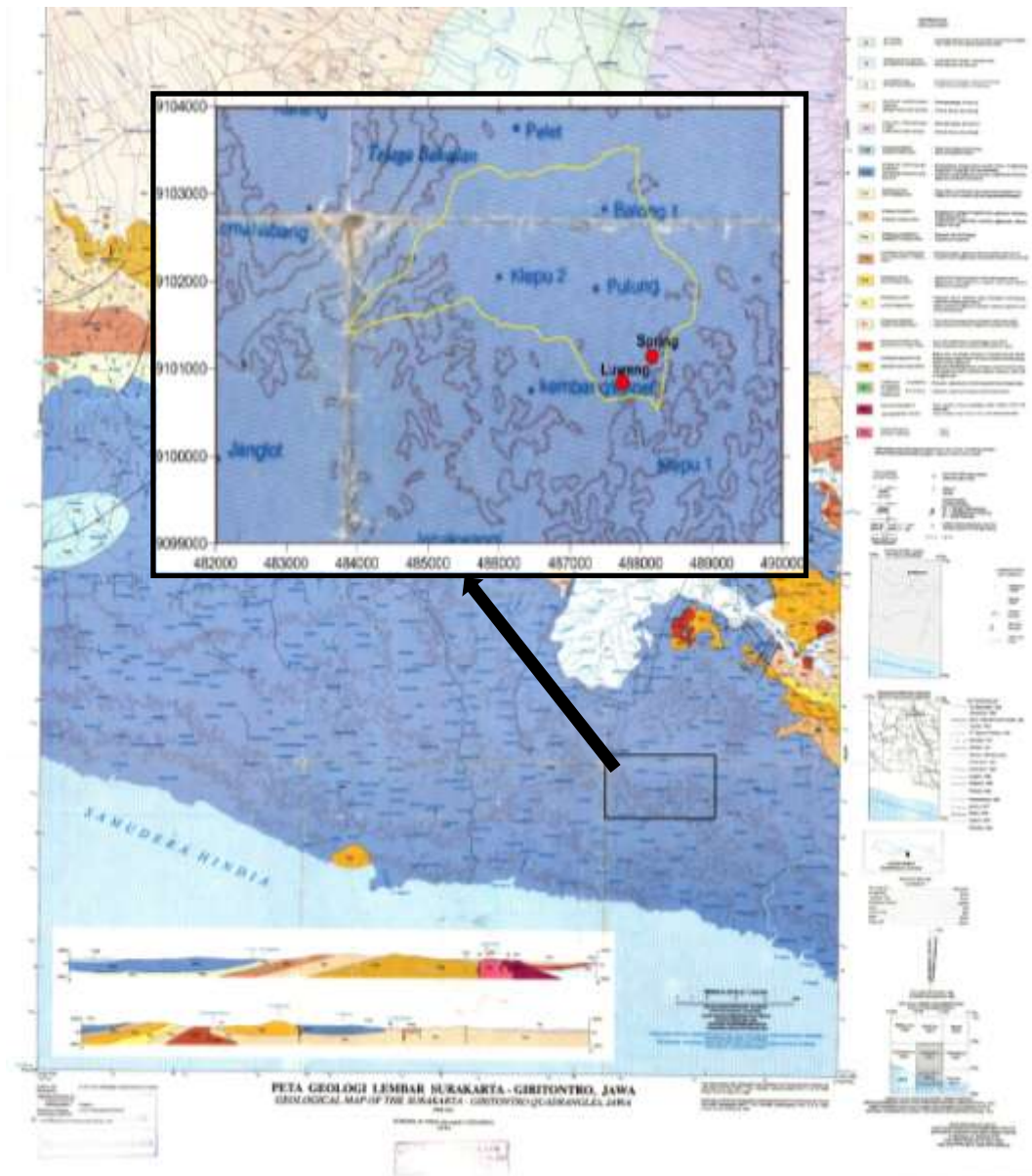
Kabupaten Wonogiri adalah salah satu kabupaten yang berada di bagian selatan Provinsi Jawa Tengah dengan luas wilayah 182.236,02 Ha. Geografis Kabupaten Wonogiri terletak pada 7°32' LS sampai 8°15' LS dan 110°41' BT sampai 111°18' BT dengan batas-batas sebelah utara berbatasan dengan Kabupaten Sukoharjo dan Kabupaten Karanganyar. Sebelah timur berbatasan dengan Kabupaten Karanganyar dan Kabupaten Ponorogo (Jawa Timur). Sebelah selatan berbatasan dengan Kabupaten Pacitan (Jawa Timur) dan Samudra Indonesia. Sebelah barat berbatasan dengan Daerah Istimewa Yogyakarta dan Kabupaten Klaten. Kabupaten Wonogiri terbagi dalam 25 kecamatan dengan 3 kecamatan masuk dalam kawasan karst Gunung Sewu, yaitu Kecamatan Pracimantoro, Giritontro dan Paranggupito.

Berdasarkan peta geologi lembar Surakarta-Giritontro Gambar 2.1 wilayah penelitian di Desa Ngargoharjo terletak pada Formasi Wonosari-Punung yang tersusun oleh batugamping kalkarenit, batugamping tufaan, batugamping fragmental, batugamping terumbu dan napal. Ciri fisik pada batuan dijelaskan sebagai berikut:

- batugamping kalkarenit berwarna coklat keputihan, ukuran butir pasir sedang hingga kerikil, bentuk bulir membulat, struktur massif, dan semen karbonat,
- batugamping tufaan, berwarna putih keabuan, ukuran butir pasir sangat halus hingga pasir sangat kasar, porositas baik, struktur massif, biasanya muncul sebagai sisipan pada batugamping berlapis, matriks tuff, semen karbonat,
- napal, berwarna abu-abu kecoklatan, ukuran butir lempung, struktur masif, mengandung koral dan biasanya dijumpai rongga-rongga hasil pelarutan,
- batugamping terumbu, berwarna coklat keabu-abuan, ukuran butir pasir halus-pasir kasar, banyak rongga akibat pelarutan dan
- batugamping fragmental, berwarna coklat keputihan, berlapis, ukuran pasir-kerakal. Ciri fisik Formasi Wonosari-Punung adalah porositas sekunder berupa rongga-rongga yang terbentuk dari hasil pelarutan yang berkembang baik (Kusumayudha, 2005).

Formasi Wonosari-Punung termasuk formasi di pegunungan selatan yang berumur miosen (tersier). Pegunungan selatan telah mengalami tektonisme berupa pengangkatan, penurunan dan pensesaran (Van Bemmelen, 1949). Pengangkatan terjadi pada kala Eosen hingga Oligosen-Miosen yang menyebabkan pegunungan selatan miring ke selatan. Kemudian pada Plistosen atas, permukaan miring ini terlenkungkan sehingga terbentuk cekungan Baturetno dan cekungan Wonosari. Ada dua sesar utama pada jalur pegunungan selatan yakni sesar normal dan sesar jurus. Sesar-sesar ini menyebabkan pelengkungan aliran sungai, diantaranya

adalah sungai Bengawan Solo Purba yang dahulunya mengalir ke arah selatan karena terkontrol oleh keberadaan sesar (Murti, 2009).



Gambar 2.1 Peta geologi daerah penelitian (Surono, Toha & Sudarno, 1992)

2.2 Karst

Menurut Ford & William (2007), kawasan karst adalah suatu wilayah dengan sistem hidrologi yang unik dimana batuan penyusunnya memiliki porositas sekunder yang berkembang dengan baik. Jika ditinjau dari proses geologi, lahan karst hanya dapat terbentuk pada batuan berkarbonat tinggi serta mudah larut dalam air, batu gamping merupakan salah satu batuan yang sering menimbulkan terjadinya karst karena batu gamping mudah larut dalam air. Istilah karst berasal dari bahasa Jerman yang diserap dari kata kras dalam bahasa Slovenia, yang berarti lahan gersang berbatu. Penggunaan istilah karst di beberapa negara beragam misalnya karusuto (Jepang), kars (Malaysia), dan di Indonesia juga dikenal dengan istilah kras atau curing (Hadiwidjojo, 1994).

Kawasan karst memiliki karakteristik yang berbeda dengan kawasan bukan karst, salah satunya adalah terdapatnya sungai-sungai bawah tanah. Menurut Haryono & Adji (2004), ciri-ciri daerah karst adalah:

1. Terdapatnya cekungan tertutup atau lembah kering dalam berbagai ukuran dan bentuk,
2. Adanya sungai-sungai di bawah permukaan,
3. Terdapatnya bukit-bukit kecil dalam jumlah yang banyak,
4. Permukaannya nampak kasar.

2.2.1 Sifat Daerah Karst

Daerah karst merupakan daerah yang unik dan memiliki banyak sifat khusus yang tidak dimiliki daerah bukan karst. Menurut Murti (2009), lahan karst memiliki sifat-sifat yang khusus, antara lain:

1. Topografi karst didominasi oleh perbukitan,
2. Adanya kekar/ diaklas/ rekahan,
3. Batuan penyusun mudah larut,
4. Batuan gamping ada yang massif, *porous*, dan berlapis,
5. Adanya lapisan *impermeable*.

2.2.2 Jenis Sumber Air Kawasan Karst

Berdasarkan keberadaannya, sumber air pada kawasan karst dapat dibedakan menjadi 2 macam, yaitu:

2.2.2.1 Sumber Air Permukaan

Sumber air permukaan merupakan simpanan air yang berada pada permukaan tanah. Sumber air di permukaan kebanyakan berasal dari air hujan yang tertampung pada sungai permukaan, *lokva*, *uvala* dan *polje*.

Menurut Murti (2009), potensi air permukaan karst jika dilihat dari segi kuantitasnya sangat dipengaruhi oleh musim, pada musim kemarau jumlah airnya kecil, sedangkan pada musim penghujan jumlah airnya besar. Adapun potensi dari segi kualitas, air permukaan ini mudah terkontaminasi oleh kondisi lingkungan di permukaan.

2.2.2.2 Sumber Air Bawah Tanah

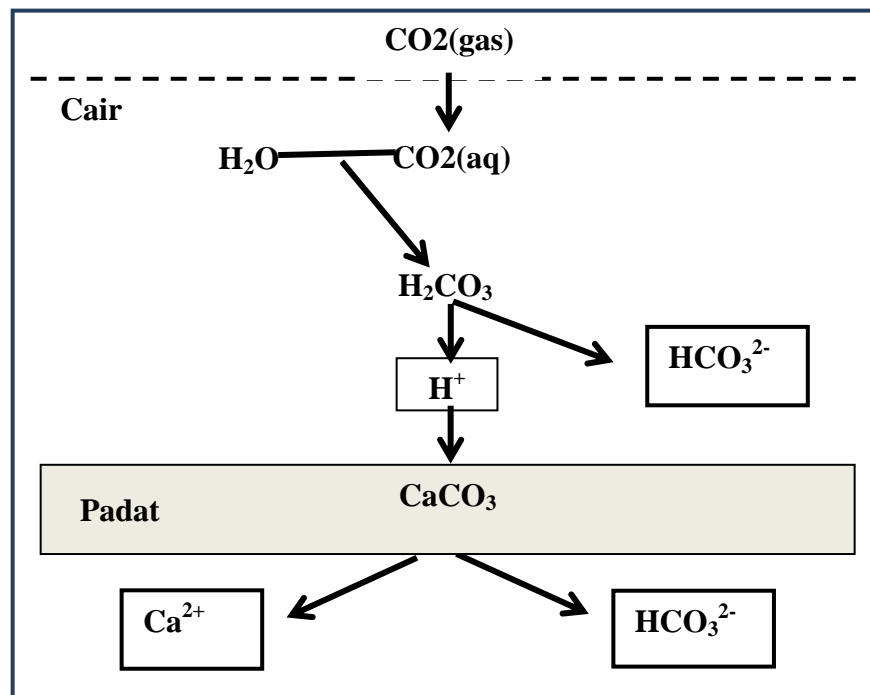
Sumber air bawah tanah pada kawasan karst merupakan simpanan air dalam bentuk sungai-sungai bawah tanah. Sungai bawah tanah berasal dari aliran air pada batuan gamping yang mengalir melalui bidang perlapisan, patahan, rekahan yang sekaligus melarutkannya. Air yang mengalir melalui bidang perlapisan dan rekahan memiliki tekanan *hydraulic conductivity* yang besar (Nugroho & Pranantya, 2012:3). Aliran air akan mengalir secara acak mengikuti rekahan-rekahan dan diteruskan hingga aliran dasar (*Baseflow*), dan terakumulasi menjadi sungai bawah tanah. Aliran air akan memperbesar rekahan-rekahan dan bidang perlapisan yang dilalui sehingga membentuk sistem lorong gua yang berfungsi sebagai koridor menuju sistem sungai bawah tanah (Koesoemadinata, 1987).

2.3 Karstifikasi

Suatu kawasan dapat dikatakan sebagai kawasan karst apabila telah mengalami proses karstifikasi. Menurut Nugroho dan Pranantya (2012:2) karstifikasi adalah suatu proses terangkatnya batuan gamping oleh tenaga endogen hingga proses pelarutan batu gamping oleh air hujan yang terjadi dalam skala ruang dan waktu geologi. Proses karstifikasi dapat terlihat dari morfologi daerah karst yang khas, seperti terbentuknya perbukitan batu gamping, *dolina*, *uvala* hingga gua-gua bawah tanah.

Proses pelarutan batu gamping yang merupakan batuan pembentuk karst adalah diawali oleh larutnya CO_2 di dalam air melalui proses difusi membentuk H_2CO_3 . Larutan H_2CO_3 tidak stabil sehingga terurai menjadi H^+ dan HCO_3^{2-} . Ion

H^+ inilah yang selanjutnya menguraikan $CaCO_3$ menjadi Ca^{2+} dan HCO_3^{2-} , secara ringkas proses pelarutan dirumuskan dengan reaksi $CaCO_3 + H_2O + CO_2 \rightarrow Ca^{2+} + 2HCO_3^{2-}$, skema proses pelarutan batu gamping dapat dilihat pada Gambar 2.2.



Gambar 2.2 Skema proses pelarutan batu gamping (Trudgil, 1985)

Proses karstifikasi dipengaruhi oleh dua faktor yaitu faktor pengontrol dan faktor pendorong.

2.3.1 Faktor Pengontrol

Faktor pengontrol adalah faktor yang menentukan keberlangsungan proses karstifikasi, faktor pengontrol sangat berperan dalam pembentukan lahan karst.

2.3.1.1 Batuan Berkarbonat Tinggi

Batuan yang memiliki kandungan kalsium karbonat ($CaCO_3$) tinggi akan mudah larut dalam air, semakin tinggi kandungan kalsium karbonatnya semakin

berkembang bentuk lahan karst. Kekompakan batuan sangat menentukan morfologi karst, apabila batuan lunak maka setiap kenampakan karst yang terbentuk seperti bukit akan cepat hilang karena proses pelarutan itu sendiri maupun proses erosi dan gerak masa batuan, sehingga kenampakan karst tidak dapat berkembang dengan baik.

2.3.1.2 Curah Hujan

Curah hujan merupakan media pelarut utama dalam proses karstifikasi, semakin besar curah hujan maka semakin besar media pelarut, sehingga tingkat pelarutan yang terjadi di batuan karbonat juga semakin besar. Proses pelarutan batuan secara vertikal dipengaruhi oleh ketinggian batu gamping yang terlihat di permukaan, semakin tinggi kenampakan batu gamping maka proses pelarutan akan berlangsung lebih optimal.

2.3.1.3 Drainase

Batu gamping yang mempunyai lapisan tebal tetapi hanya terlihat beberapa meter di atas muka laut, karstifikasi tidak akan terjadi. Ketinggian pengangkatan batu gamping sangat berpengaruh terhadap proses pelarutan secara vertikal. Drainase vertikal akan terjadi apabila jarak antara permukaan batu gamping dengan muka air tanah atau batuan dasar dari batu gamping semakin besar. Jika pengangkatan batu gamping semakin tinggi maka jarak antara permukaan batu gamping dengan muka air tanah atau batuan dasar semakin besar, hal ini menyebabkan sirkulasi air secara vertikal menjadi lebih intensif, sehingga proses karstifikasi berlangsung secara optimal.

2.3.2 Faktor pendorong

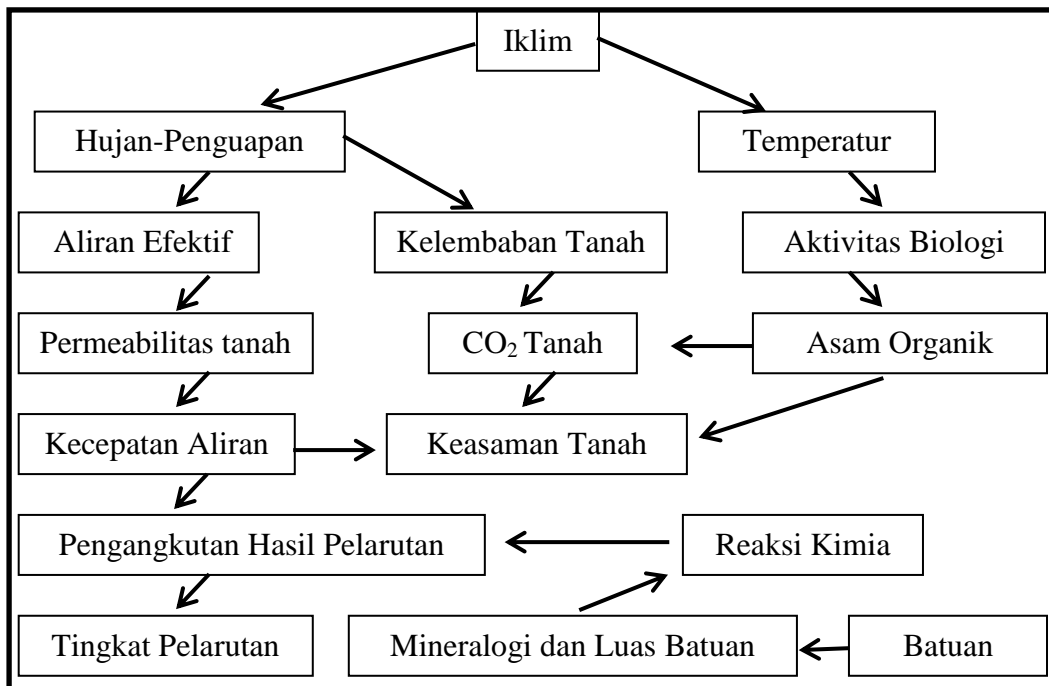
Faktor pendorong adalah faktor yang menentukan kesempurnaan proses karstifikasi. Faktor pendorong dapat membuat ciri khas yang dimiliki oleh masing-masing daerah karst.

2.3.2.1 Temperatur

Temperatur mendorong proses karstifikasi terutama dalam kaitannya dengan aktivitas organisme. Daerah dengan temperatur hangat seperti di daerah tropis merupakan tempat ideal bagi perkembangan organisme yang selanjutnya menghasilkan CO₂ dalam tanah yang melimpah. Temperatur tinggi menyebabkan meningkatnya proses evaporasi sehingga menyebabkan rekristalisasi larutan karbonat di permukaan dan dekat permukaan tanah semakin cepat. Kecepatan reaksi sebenarnya lebih besar di daerah temperatur rendah, karena konsentrasi CO₂ lebih besar pada temperatur rendah. Namun demikian tingkat pelarutan di daerah tropis lebih tinggi karena ketersediaan air hujan yang melimpah dan aktivitas organisme yang lebih besar.

2.3.2.2 Penutupan Hutan

Penutupan hutan juga merupakan faktor pendorong perkembangan karst karena hutan yang lebat akan mempunyai kandungan CO₂ dalam tanah yang melimpah akibat dari perombakan sisa-sisa organik. Konsentrasi CO₂ dalam air yang melimpah menyebabkan meningkatnya kemampuan air dalam melarutkan batu gamping. Pengaruh Faktor-faktor karstifikasi terhadap proses pelarutan ditunjukkan pada Gambar 2.3.



Gambar 2.3 Pengaruh faktor-faktor karstifikasi terhadap proses pelarutan (Haryono & Adji, 2004)

2.4 Resapan Air Tanah

Resapan air tanah adalah proses masuknya air dari permukaan tanah menuju bawah permukaan melalui proses infiltrasi pada batuan yang memiliki nilai porositas dan permeabilitas tinggi menuju lapisan batuan yang memiliki nilai porositas dan permeabilitas rendah atau lapisan yang kedap air (*impermeable*). Proses ini menyebabkan imbuhan pada hidrologi air tanah, sehingga terjadi peningkatan kuantitas air tanah. Daerah resapan air adalah daerah tempat meresapnya air hujan ke dalam tanah yang selanjutnya menjadi air tanah (Wibowo, 2006).

Kawasan resapan air tanah sangat berpengaruh dengan potensi air tanah di suatu tempat. Resapan air tanah akan menentukan imbuhan air tanah pada lapisan akuifer. Menurut Wahyuningrum *et al.* (2013), daerah resapan air tanah sangat

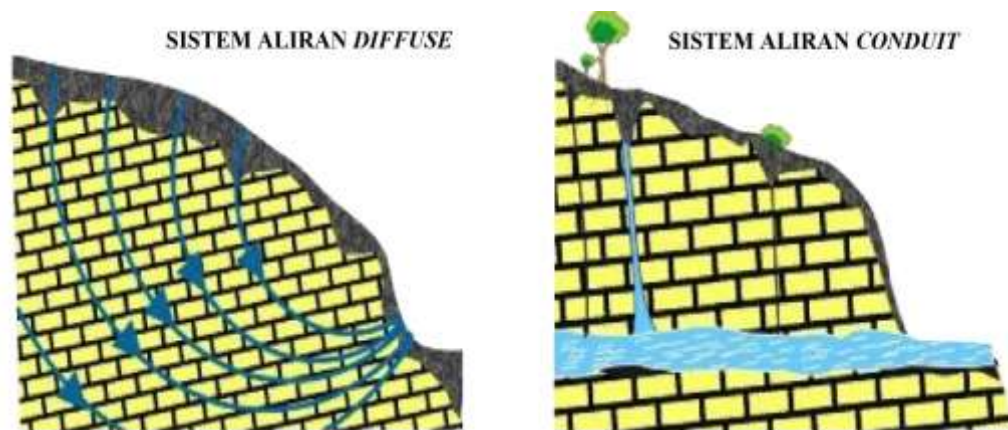
berpengaruh dalam menentukan potensi air tanah, yang merupakan salah satu sumber daya alam yang dapat diperbaharui, namun diperlukan waktu yang relatif lama untuk pengisian kembali, hal itu bergantung pada kondisi permukaan, litologi, topografi, dan kedalaman muka air tanah. Kawasan resapan air tanah sangat ditentukan oleh kondisi geologi dan topografi di kawasan tersebut.

Menurut penelitian Padmawidjaja (2010), air tanah yang berasal dari resapan air hujan secara umum berlangsung di daerah perbukitan atau pegunungan yang kemudian akan mengalir ke daerah topografi rendah, akibatnya resapan air tanah akan membentuk sumber mata air tanah yang dapat dimanfaatkan pada musim kemarau. Kawasan resapan air tanah sangat dipengaruhi oleh litologi batuan yang memiliki nilai porositas tinggi, salah satunya adalah batuan gamping yang terkarstifikasi. Batuan gamping yang mengalami karstifikasi memiliki porositas sebesar 50% sehingga mengakibatkan kawasan karst menjadi kawasan resapan air tanah, yang berfungsi untuk menjaga hidrologi di kawasan karst itu sendiri maupun untuk kawasan di sekitarnya (Kusumayudha, 2005).

2.5 Sistem Hidrologi Karst

Menurut Jankowski sebagaimana dikutip oleh Haryono & Adji (2004:18) sistem hidrologi pada daerah karst terbagi menjadi tiga komponen utama, yaitu sistem hidrologi permukaan, sistem hidrologi bawah permukaan dan akuifer. Hidrologi permukaan berupa keberadaan sungai-sungai permukaan dan telaga, sedangkan hidrologi bawah permukaan berupa keberadaan sungai-sungai bawah tanah. Akuifer merupakan suatu formasi geologi yang mampu menyimpan dan mengalirkan air tanah dalam jumlah yang cukup pada kondisi hidraulik gradien

tertentu. Formasi karst memiliki sistem akuifer karena batuan penyusunnya dapat menyimpan dan mengalirkan air (Murti, 2009:32). Daerah karst yang didominasi oleh batuan berkarbonat tinggi memiliki sifat mudah larut terhadap air sehingga menyebabkan sistem hidrologi bawah permukaan lebih berkembang dibandingkan sistem hidrologi di permukaan. Proses pelarutan pada kawasan karst akan menyebabkan adanya aliran-aliran air dengan pola-pola tertentu. Menurut Ford & William (1992) dan White (1988), secara umum komponen aliran karst dibedakan menjadi 2 tipe aliran, yaitu aliran *diffuse* dan aliran *conduit* seperti ditunjukkan Gambar 2.4. Hasil penelitian Bonacci sebagaimana dikutip Adji (2004:4) aliran *diffuse* mengisi sungai bawah tanah secara seragam dan perlahan-lahan melalui retakan-retakan yang berukuran 10^{-3} -10 mm sebagai aliran infiltrasi dari zona simpanannya di permukaan bukit karst. Aliran tipe ini dapat diilustrasikan menetes atau merembes pada ornamen gua, sedangkan aliran *conduit* bergerak dengan cepat dari permukaan menuju sungai bawah tanah melalui lorong-lorong besar yang berukuran 10^2 - 10^4 mm atau lebih yang disebut sebagai saluran terbuka. Jenis aliran pada daerah karst sangat berpengaruh terhadap kualitas dan kuantitas dari sungai bawah tanah.



Gambar 2.4 Aliran *Diffuse* dan *Conduit* pada daerah karst (White, 1988)

Porositas batuan sangat berpengaruh terhadap berkembangnya sistem hidrologi daerah karst. Sistem hidrologi karst diawali dengan proses infiltrasi air permukaan melalui porositas batuan. Ukuran porositas batuan bergantung dari jenis matriks pada batuan itu sendiri, tetapi batuan karbonat pada daerah karst memiliki karakteristik yang berbeda dengan batuan pada daerah bukan karst. Batuan karbonat pada daerah karst tidak semata-mata tergantung pada matriks batuan, tetapi lebih tergantung pada proses lanjutan setelah batuan itu terbentuk atau muncul di permukaan bumi. Secara umum porositas batuan dibedakan menjadi dua yaitu:

1. Porositas primer, yaitu porositas yang tergantung dari matriks batuan itu sendiri, dan
2. Porositas sekunder, yaitu porositas yang lebih tergantung pada proses sekunder seperti adanya rekahan dan lorong hasil proses pelarutan.

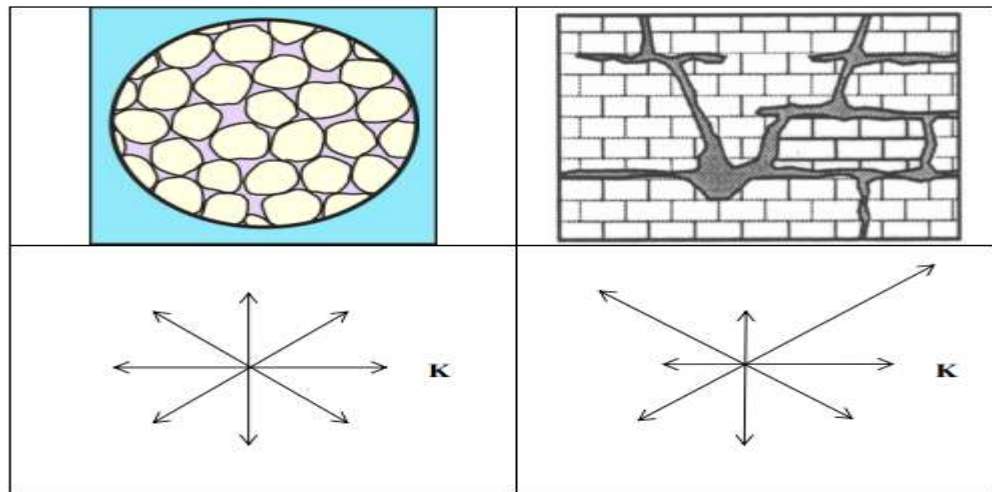
Batuan karbonat di daerah karst mempunyai porositas yang didominasi oleh rongga-rongga hasil proses pelarutan atau porositas sekunder. Setiap batuan memiliki porositas yang berbeda-beda seperti ditunjukkan pada Tabel 2.1.

Tabel 2.1 Porositas berbagai material batuan (Acworth ,2001)

Material	Porositas batuan (%)
Sedimen tidak kompak	
Kerikil	25-40
Pasir	25-50
Silt	35-50
Lempung	40-70
Batuan	
Fractured Basalt	5-50
Gamping Terkarstifikasi	5-50
<i>Sandstone</i>	5-30
Gamping, dolomit	0-20
<i>Shale</i>	0-10
<i>Fractured crystalline rock</i>	0-10
<i>Dense crystalin rock</i>	0-5

Batuan gamping yang belum terkarstifikasi mempunyai kisaran nilai porositas yang sangat kecil , sebaliknya jika batuan gamping telah terkarstifikasi akan mempunyai nilai porositas yang tinggi (mencapai 50%). Menurut Haryono & Adji (2004:24) porositas pada batuan non-karst biasanya bersifat teratur dan saling berhubungan ke segala arah (*intergranuler*), sementara pada batuan karst sangat tergantung dari arah dan kedudukan percelahan yang terbentuk karena proses pelarutan seperti ditunjukkan pada Gambar 2.5. Jika sistem percelahan

masih memungkinkan untuk terus berkembang, maka besarnya porositas sekunder ini juga akan bertambah besar.



Gambar 2.5 Tipe porositas pada karst (kanan) dan non karst (kiri) (Haryono & Adji, 2004)

2.6 Sungai Bawah Tanah

Sungai bawah tanah merupakan sungai yang mengalir sebagian atau seluruhnya di dalam tanah, sehingga bagian tersebut tidak terkena oleh sinar matahari (Hobbs, 1912). Suplai air sungai bawah tanah dapat berasal dari sungai di permukaan yang masuk melalui gua horisontal (*Shallow hole*) dan juga gua vertikal (*Sink hole*), maupun dari daerah resapan yang masuk melalui rekahan-rekahan kecil di bawahnya (Nugroho & Pranantya, 2012). Gambaran sungai bawah tanah dapat dilihat pada Gambar 2.6



Gambar 2.6 Sungai bawah tanah gua cerme Gunungkidul

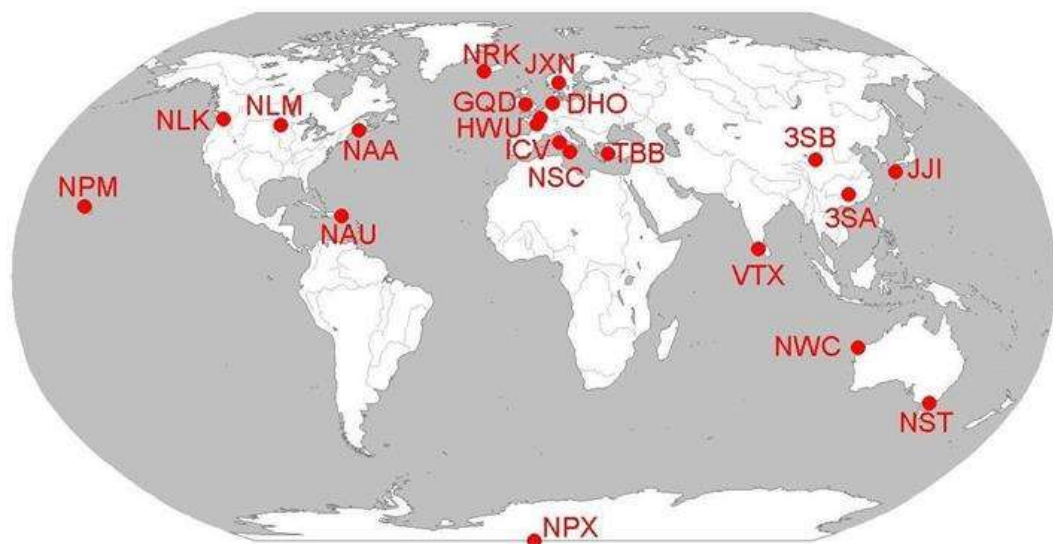
Banyak faktor yang dapat mempengaruhi keberadaan sungai bawah tanah seperti musim, keberadaan air permukaan, porositas batuan dan fenomena struktur. Faktor-faktor tersebut dapat mempengaruhi kuantitas dan kualitas air pada sungai bawah tanah.

Sungai bawah tanah pada kawasan karst sangat penting keberadaanya dalam memenuhi kebutuhan masyarakatnya akan air bersih, oleh karena itu perlu adanya pengembangan dari manfaat sungai bawah tanah. Sungai bawah tanah merupakan suplai utama akan kebutuhan air bersih penduduk seperti untuk mencuci, memasak, air minum dan sebagainya. Selain untuk memenuhi kebutuhan sehari-hari, sungai bawah tanah juga dapat dimanfaatkan untuk hal lain seperti:

1. Sebagai sumber pembangkit listrik,
2. Untuk industri, misalkan dapat dimanfaatkan pabrik semen,
3. Sebagai laboratorium alam, sungai bawah tanah memiliki biota, sistem hidrologi dan unsur lain yang spesifik ,
4. Sebagai wisata alam seperti *caving*, *cave diving*, *black water rafting*.

2.7 Metode VLF

Metode *Very Low Frequency* (VLF) adalah metode geofisika yang digunakan untuk melakukan survei terhadap benda-benda konduktor listrik di bawah permukaan bumi tanpa melakukan kontak secara langsung dengan bumi. Metode VLF sudah digunakan untuk pemetaan geologi sejak 40 tahun lalu karena metode ini sangat sesuai untuk melakukan survei dengan skala yang luas (McNeill & Labson, 1991). Metode VLF memanfaatkan gelombang elektromagnetik yang dipancarkan oleh pemancar radio yang berfungsi untuk kepentingan komunikasi militer. Pemancar ini memiliki daya sangat besar (100-1000) KW dengan rentang frekuensi 15-30 KHz atau dengan panjang gelombang 10-20 km (Rochman *et al.*, 2014). Pemancar gelombang VLF yang terletak cukup dekat dengan Indonesia berada di Ebino Miyazaki Jepang dan North West Cape Australia seperti ditunjukkan Gambar 2.7.



Gambar 2.7 Peta letak pemancar VLF yang ada di bumi

Setiap pemancar VLF yang ada di berbagai negara memiliki frekuensi yang berbeda-beda untuk menghindari terjadinya resonansi yang dapat menyebabkan masalah dalam transfer informasi. Nilai frekuensi pemancar VLF yang ada di bumi ditunjukkan oleh Tabel 2.2.

Tabel 2.2 Frekuensi Pemancar VLF di bumi

No.	Stasiun	Frekuensi	Lokasi
1	VTX1	16300	South Vijayarayanam, India
2	JXN	16400	Novik, Norway
3	VTX2	17000	South Vijayarayanam, India
4	SAQ	17200	Grimeteon, Sweden
5	VTX3	18200	South Vijayarayanam, India
6	VTX4	19200	South Vijayarayanam, India
7	GBZ	19580	Anthorn, United Kingdom
8	NWC	19800	Harold E. Holt, North West Cape, Exmouth
9	ICV	20270	Isola di Tavolara, Italy
10	FTA	20900	Sainte-Assise, France
11	NPM	21400	Pearl Harbour, Lualuahei
12	GQD	22100	Skelton, UK
13	JJI	22200	Ebino, Japan
14	NAA	24000	Cutler, ME
15	NLK	24800	Oso Wash, Jim Creek, WA
16	TBB	26700	Bafa, Turkey

Gelombang yang diradiasikan oleh pemancar VLF memiliki komponen medan listrik vertikal \vec{E}_z dan medan magnet horisontal \vec{H}_y yang saling tegak lurus dengan arah rambatan pada sumbu x. Medan listrik dan medan magnet yang dibangkitkan pemancar disebut dengan medan primer. Medan primer ini akan menginduksi lapisan bumi, akibatnya akan muncul arus induksi (*Eddy current*) yang menyebabkan medan magnet baru yang disebut medan sekunder. Instrumen

alat melakukan pengukuran terhadap resultan medan magnet pada medan primer dan medan sekunder dimana besarnya resultan bergantung dari perubahan medan sekunder, sehingga dengan melakukan pengukuran resultan medan primer dan sekunder di suatu tempat dapat diketahui sifat kelistrikan batuan di bawah permukaan bumi.

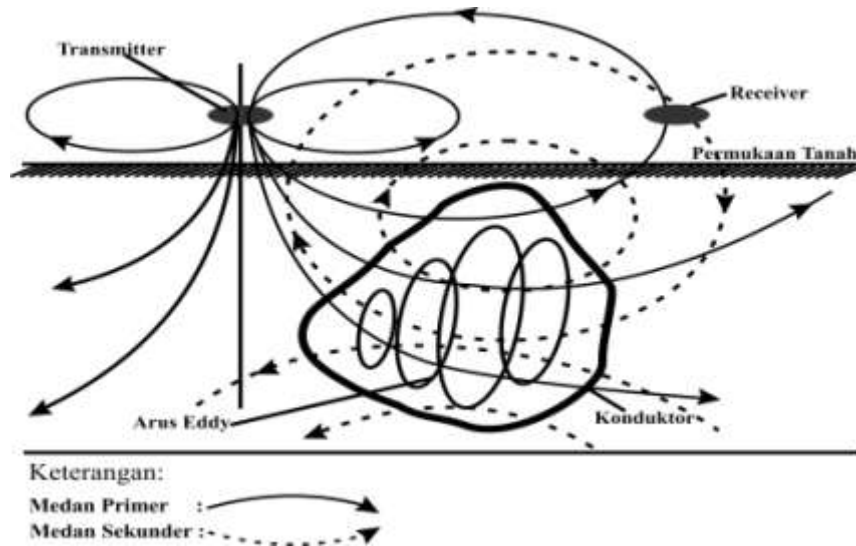
Metode VLF termasuk dalam metode pasif karena dalam prinsip kerjanya hanya memanfaatkan gelombang elektromagnetik yang sudah dibangkitkan oleh pemancar VLF. Untuk pelaksanaan di lapangan, metode VLF memanfaatkan frekuensi tunggal atau (*single frequency*).

2.7.1 Dasar Teori Metode VLF

Mekanisme kerja metode VLF adalah memanfaatkan gelombang elektromagnetik dari pemancar VLF yang menginduksi lapisan konduktif di dalam bumi, kemudian muncul arus induksi (arus *Eddy*) yang akan menyebabkan munculnya medan magnet sekunder dan ditangkap oleh *receiver* pada alat. Besarnya medan sekunder ini sebanding dengan konduktivitas batuan, sehingga dengan mengukur nilai medan sekunder di tempat tertentu dapat diketahui nilai konduktivitas batuanya. Medan sekunder yang muncul memiliki komponen magnetik vertikal \vec{H}_z yang berguna untuk menentukan anomali dan sebagian besar instrumen T-VLF membandingkan medan magnetik vertikal dengan medan magnetik horisontal untuk mengamati sudut tilt (Milsom, 2002).

Medan sekunder ini juga bergantung dari medan primer, sifat kelistrikan batuan serta kondisi lingkungan sekitar. Nilai medan sekunder ini dapat merepresentasikan bentuk dan lokasi suatu batuan, sehingga dengan mengetahui

nilainya dapat diketahui lokasi dan bentuk dari batuan. Prinsip kerja metode VLF seperti Gambar 2.8.



Gambar 2.8 Prinsip kerja metode VLF

2.7.2 Perambatan Gelombang pada Metode VLF

Persamaan maxwell merupakan bentuk dari perambatan gelombang elektromagnetik yang berhubungan dengan vektor medan listrik dan medan magnet, persamaan tersebut adalah

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad (2.1)$$

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad (2.2)$$

dengan asumsi bahawa bumi adalah medium homogen isotropis dan tidak ada sumber arus maka

$$\nabla \cdot \vec{D} = \rho_Q = 0 \quad (2.3)$$

dan

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0 \quad (2.4)$$

Jika medan magnet diasumsikan merupakan fungsi waktu yang direpresentasikan oleh fungsi periodik sinusoidal $e^{i\omega t}$, maka dengan menggunakan operasi *curl* dan hubungan beberapa vektor akan diperoleh persamaan

$$\nabla^2 \vec{H} = (i\omega\mu\sigma\vec{H}) - (\omega^2\varepsilon\mu\vec{H}) \quad (2.5)$$

Pada persamaan 2.5 bagian kiri pada ruas kanan menunjukkan arus konduksi dan bagian kanannya menunjukkan sumbangan arus pergeseran. Pada metode VLF bumi dianggap sebagai medium yang sangat konduktif $\sigma \gg \varepsilon$ sehingga arus pergeseran akan jauh lebih kecil dibandingkan dengan arus konduksinya atau dapat dianggap sama dengan nol, sehingga persamaan 2.5 akan menjadi persamaan

$$\nabla^2 \vec{H} = i\omega\mu\sigma\vec{H} \quad (2.6)$$

atau

$$\nabla^2 \vec{H} = k^2 \vec{H} \quad (2.7)$$

dimana $\omega = 2\pi f$ dan f adalah frekuensi gelombang EM, $k = (i\omega\mu\sigma)^{1/2}$ adalah bilangan gelombang yang dapat dinyatakan dalam bentuk

$$k = \pm(\alpha + i\beta) \quad (2.8)$$

dimana

$$\alpha = \beta = \sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}} \quad (2.9)$$

Gelombang elektromagnetik yang menjalar dalam medium bumi maka amplitudo akan mengalami atenuasi secara eksponensial terhadap kedalaman. Kedalaman

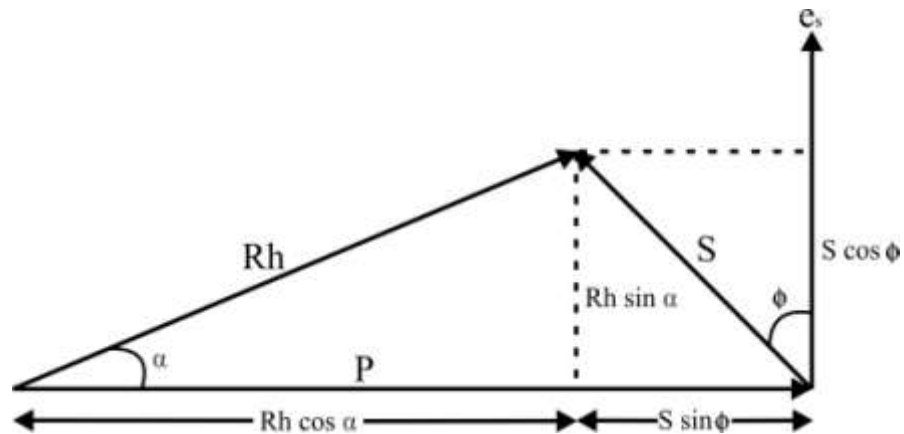
penetrasi gelombang elektromagnetik dimana amplitudonya telah mengalami atenuasi sebesar $1/e$ disebut dengan *skindepth*. Besaran *skindepth* diasumsikan sebagai kedalaman penetrasi atau kedalaman investigasi gelombang elektromagnetik. Besarnya *skindepth* bergantung dari konduktivitas medium dan frekuensi gelombang yang dapat dituliskan

$$\delta = \sqrt{\frac{\rho}{\mu\pi f}} \quad (2.10)$$

2.7.3 Fase dan Elliptisitas

Karakteristik gelombang elektromagnetik dalam metode VLF dapat dijelaskan saat gelombang primer masuk ke dalam medium, gaya gerak listrik (ggl) induksi \mathbf{e}_s akan muncul dengan frekuensi sama tetapi fasenya tertinggal 90° (Kaikkonen, 1979). Hubungan fase gelombang primer dan gelombang sekunder seperti pada Gambar 2.9.

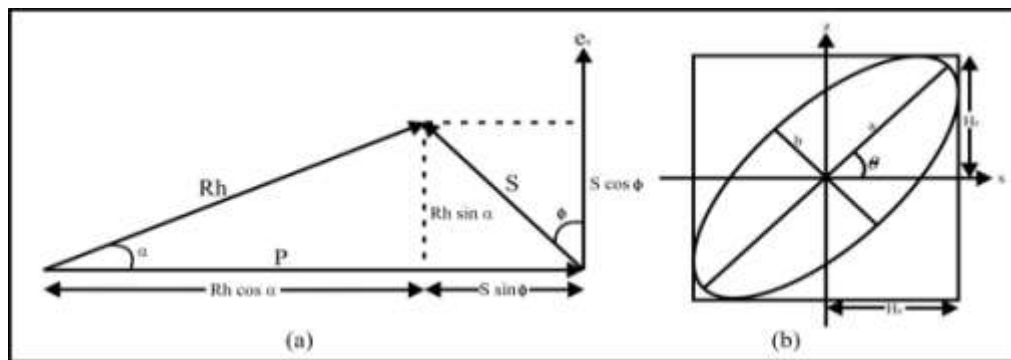
Jika kita asumsikan bahwa benda konduktor memiliki impedansi efektif sebesar Z , dimana $Z = R + i\omega L$ dengan tahanan R dan induktansi L maka arus induksi (*Eddy*), $I_s = \mathbf{e}_s/Z$ akan menjalar dalam medium dan menghasilkan medan sekunder S . Medan sekunder tersebut tertinggal fase sebesar ϕ yang besarnya bergantung pada kelistrikan medium yang diinduksi. Besarnya ϕ dapat ditentukan dengan persamaan $\tan\phi = \omega L/R$, sehingga total beda fase medan primer P dan medan sekunder S adalah $90^\circ + \tan^{-1}(\omega L/R)$. Berdasarkan hal ini dapat dikatakan jika mediumnya adalah konduktor yang sangat baik ($R \rightarrow 0$) maka beda fase medan primer P dan sekunder S akan mendekati 180° , tetapi jika mediumnya resistif ($R \rightarrow \infty$) maka beda fasenya akan mendekati 90° .



Gambar 2.9. Hubungan fase gelombang primer P dan gelombang sekunder S

2.7.4 Tilt dan Ellips

Tilt dan Ellips merupakan parameter penting dalam pengukuran VLF. Sudut tilt adalah sudut yang terbentuk antara resultan dari medan magnet terhadap sumbu x (medan magnet primer). Ellips merupakan perbandingan antara sumbu minor dan sumbu mayor yang dinyatakan dalam presentase. Parameter ini dapat menjelaskan kondisi di bawah permukaan bumi, khususnya terkait konduktivitas suatu medium. Nilai tilt dan ellips dinyatakan dalam bentuk presentase, besarnya nilai tilt dan ellips sangat bergantung dari medan sekunder yang dihasilkan. Hubungan keduanya dapat dilihat pada Gambar 2.10.



Gambar 2.10 a Hubungan fase gelombang primer P dan gelombang sekunder S
b Parameter polarisasi ellip

Gambar 2.10 (a) menunjukkan diagram vektor antara medan primer P dan ggl induksinya. R_h merupakan resultan dari medan primer dan medan sekunder, dan α adalah sudut tilt. Kombinasi antara medan P dan medan S ($R_h \cos \alpha$) disebut komponen *real* (*in-phase*) sedangkan komponen yang tegak lurus P ($R_h \sin \alpha$) disebut komponen *imaginer* (*out-of-phase*). Perbandingan komponen *real* dan *imaginer* dinyatakan dalam presentase. Nilai perbandingan tersebut merepresentasikan kondisi suatu medium, semakin besar nilainya maka semakin konduktif suatu medium. Sudut tilt memiliki peran seperti komponen *real*, sedangkan nilai ellips memiliki peran seperti komponen *imaginer* (McNeill & Labson, 1991).

Secara matematis dapat dituliskan

$$\tan(2\alpha) = \frac{Z\left(\frac{\bar{H}_z}{\bar{H}_x}\right) \cos \phi}{1 - \left(\frac{\bar{H}_z}{\bar{H}_x}\right)^2} \times 100\% \quad (2.11)$$

dan eliptisitasnya diberikan sebagai

$$\varepsilon = \frac{b}{a} = \frac{\bar{H}_z \bar{H}_x \sin \phi}{[\bar{H}_z e^{i\phi} \sin \theta + \bar{H}_x \cos \theta]^2} \times 100\% \quad (2.12)$$

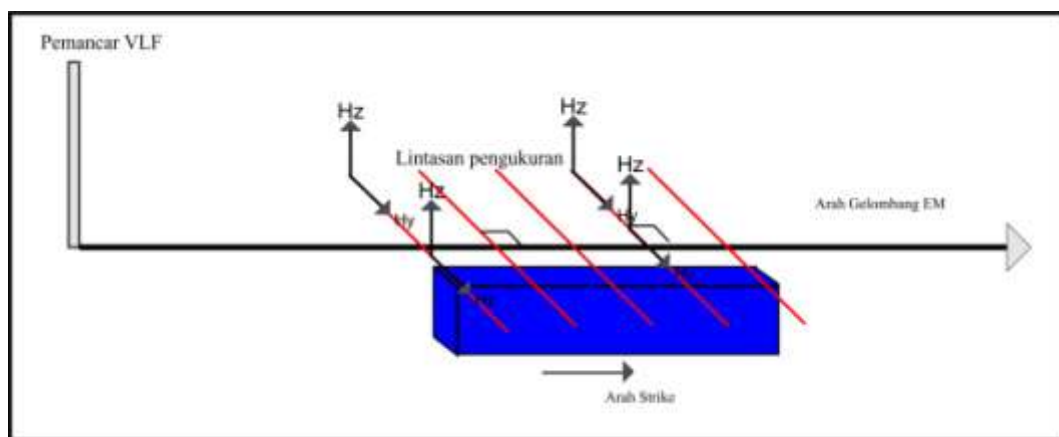
dengan \bar{H}_z adalah medan magnet vertikal dan \bar{H}_x adalah medan magnet horisontal.

2.7.5 Mode Pengukuran

Metode VLF memiliki dua jenis mode pengukuran, yaitu *tilt angle mode* dan *resistivity mode*. *Tilt angle mode* digunakan untuk mengetahui benda-benda konduktif dengan mengukur polarisasi komponen medan magnetnya. Sedangkan pada *resistivity mode* digunakan untuk mengetahui benda-benda resistif dengan mengukur polarisasi komponen magnetik dan listrik.

2.7.5.1 Tilt Angle

Mode ini digunakan untuk mengetahui struktur konduktif dan kontak geologi seperti zona alteras, patahan dan *dykes* konduktif. Pada mode ini disarankan untuk lintasan pengukuran agar tegak lurus dengan strike, sedangkan strike yang dipilih adalah yang searah dengan pemancar dengan toleransi $\pm 45^\circ$. Hal tersebut dilakukan dengan asumsi bahwa medan magnetik primer yang tegak lurus dengan struktur akan mendapatkan anomali yang paling akurat, seperti terlihat pada Gambar 2.11.



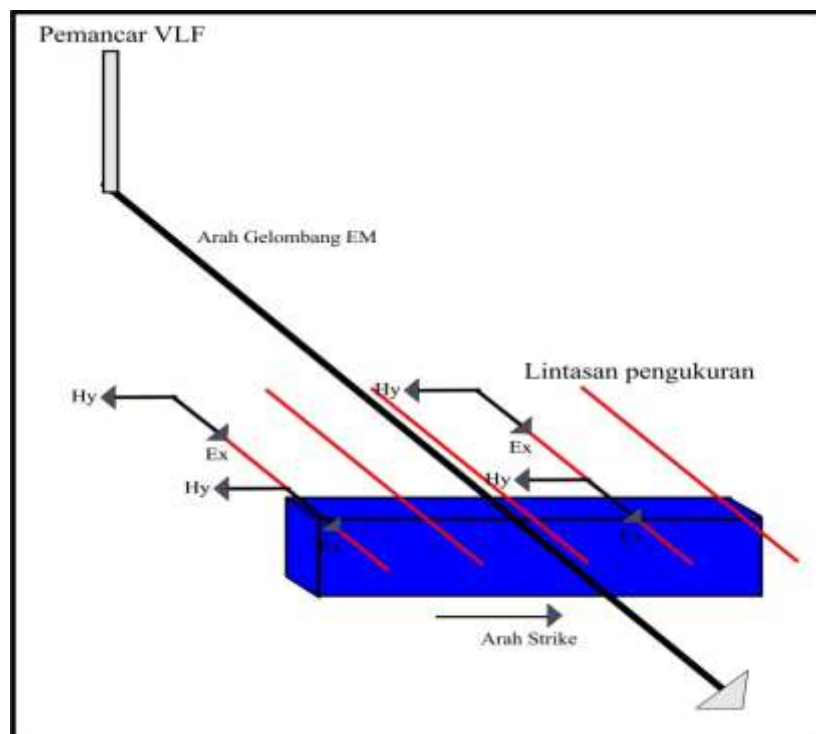
Gambar 2.11 Ilustrasi pengukuran mode sudut tilt

Medan magnet primer dalam arah horisontal dan medan magnet sekunder dalam arah vertikal akan membentuk sebuah elips yang dapat dikarakterisasi dengan sudut tilt pada sumbu mayor horisontal dan eliptisitasnya (rasio sumbu minor dengan sumbu mayor). Alat kemudian memproses dua parameter ini dari perhitungan komponen in-phase dan out phase pada medan magnet vertikal dengan beracuan pada medan magnet horisontal. Besar sudut tilt (%) akan sama

dengan perbandingan $\frac{\bar{H}_z}{\bar{H}_x}$ dari komponen *in-phasenya* sedangkan besar eliptisitas ϵ (%) sama dengan perbandingan komponen kuadratnya.

2.7.5.2 Resistivity

Mode resistivity digunakan untuk mengetahui *dyke* resistif dan melakukan survei geologi berdasarkan tahanan jenisnya. Untuk mode ini disarankan membuat lintasan pengukuran sejajar dengan arah gelombang yang dibangkitkan pemancar VLF, atau tegak lurus dengan strike dengan toleransi sudut sebesar $\pm 45^\circ$. Hal ini dilakukan untuk memperoleh anomali resistivitas yang akurat, seperti terlihat pada Gambar 2.12.



Gambar 2.12 Ilustrasi pengukuran mode resistivitas

Medan listrik diukur dengan elektroda yang terpisah sejauh 10 atau 20 m untuk mengukur beda potensial. Sensor dalam alat akan mengukur resistivitas

semu dari perbandingan medan listrik dan medan magnet. Sensor juga akan mengukur beda fase antar keduanya.

2.7.6 *Noise* Pengukuran

Pengukuran metode VLF memiliki beberapa jenis *noise* yang dapat mempengaruhi data yang diperoleh, *noise* tersebut diantaranya adalah:

1. Adanya radiasi medan elektromagnetik dari kilat baik yang berjarak dekat atau jauh. Radiasi tersebut akan melemahkan medan elektromagnetik yang dipancarkan oleh *transmitter*, hal ini dicirikan dengan meningkatnya nilai medan listrik dan medan magnet secara drastis,
2. Variasi harian medan elektromagnetik bumi dimana terjadi pergerakan badai elektromagnetik pada siang hari hingga sore menuju malam hari,
3. Adanya interferensi lokal seperti tiang listrik, bangunan, pipa besi dan benda konduktif lainnya yang berada di permukaan.

2.7.7 Filter Fraser dan Filter Krous Hjelt

2.7.7.1. *Filter Fraser*

Filter fraser merupakan filter yang digunakan untuk menentukan lokasi dari suatu anomali. Perpotongan nilai tilt dan ellips merepresentasikan keberadaan suatu anomali, tetapi belum teridentifikasi jenis anomali. Filter fraser menghasilkan hubungan tilt dan jarak stasiun pengukuran. Filter fraser dibuat dengan menerapkan persamaan (2.13).

$$Y(a) = X(a - 1) + X(a) - X(a + 1) - X(a + 2) \quad (2.13)$$

selanjutnya dibuat grafik hubungan fraser tilt terhadap fraser jarak pada tiap lintasan (Suyatno, 2007).

Grafik hubungan tilt dan jarak stasiun pengukuran akan membentuk pola lembah dan bukit yang merepresentasikan jenis anomali. Pola bukit menggambarkan anomali tinggi (konduktif), sedangkan pola lembah menggambarkan anomali rendah (resistif)

2.7.7.2. Filter Krous Hjelt

Filter Krous Hjelt merupakan salah satu metode yang menggunakan filter diskrit untuk menghasilkan rapat arus pada kedalaman yang berbeda dari hasil pengukuran medan magnet di permukaan. Filter Krous Hjelt menggunakan asumsi bahwa bumi memiliki lapisan horisontal tipis, sehingga terdapat perbedaan rapat arus pada kedalaman yang sama (Khalil & Santos, 2013). Kedalaman hasil filter dipengaruhi oleh jarak antar stasiun pengukuran, semakin jauh jarak stasiun pengukuran maka akan semakin besar kedalaman yang diperoleh. Filter Krous Hjelt merupakan filter terpendek yang memiliki eror kurang dari 8% (Krous & Hjelt, 1983). Proses filter dilakukan dengan menggunakan persamaan (2.14).

$$\left(\frac{\Delta Z}{2\pi}\right) I_a \left(\frac{\Delta x}{2}\right) = -0.205 H_{-2} + 0.323 H_{-1} - 1.446 H_0 + 1.446 H_1 - 0.323 H_2 + 0.205 H_3 \quad (2.14)$$

dimana $H_i = H_{zm}(i. \Delta x)$

Pada proses interpretasi data, nilai pengukuran harus dilakukan *smoothing* sebelum di filter. Dengan menggunakan rata-rata nilai tetangga, maka persamaan (2.14) menjadi,

$$\left(\frac{\Delta Z}{2\pi}\right) I(0) = -0.102 H_{-3} + 0.059 H_{-2} - 0.561 H_{-1} + 0.561 H_1 - 0.059 H_2 + 0.102 H_3 \quad (2.15)$$

Hasil filter Krous Hjelt berupa rapat arus relatif atau yang dikenal dengan RAE (rapat arus ekivalen) pada kedalaman yang berbeda-beda. RAE dapat dimodelkan dengan citra warna sehingga diperoleh gambaran sebaran rapat arus pada lapisan di bawah permukaan bumi.

BAB 5

PENUTUP

5.1 Simpulan

Berdasarkan hasil penelitian dan pembahasan yang telah dilakukan dapat diambil beberapa kesimpulan, yaitu

1. Struktur lapisan bawah tanah pada daerah karst Desa Ngargoharjo Giritontro Kabupaten Wonogiri terdiri atas batu gamping, batu gamping masif dan batu gamping tufaan.
2. Pola aliran sungai bawah tanah memiliki alur yang bermula dari lokasi di sekitar sumber air Dusun Gedangan menuju ke Barat Daya ke arah Luweng Pakel Kopek, dan diduga akan diteruskan ke Pantai Selatan.
3. Sungai bawah tanah daerah Karst Ngargoharjo merupakan daerah imbuhan sehingga hanya menghasilkan air dengan debit relatif kecil.

5.2 Saran

Mengacu pada hasil akhir penelitian, penulis mengajukan beberapa saran untuk peneliti selanjutnya, diantaranya

1. Pengolahan data VLF perlu ditambahkan koreksi topografi untuk mengilangkan *noise* akibat topografi.
2. Perlu dilakukan penelitian lanjutan dengan metode geolistrik untuk memperoleh gambaran yang lebih detail tentang bentuk dan kedalaman sungai bawah tanah daerah karst Desa Ngargoharjo.

3. Perlu dilakukan penelitian lanjutan tentang kualitas air sebelum dilakukan eksploitasi.

DAFTAR PUSTAKA

- Acworth, R. I. 2001. *Electrical Methods in Groundwater Studies, Short Course Note*, School of Civil and Environmental Engineering. University of New South Wales, Sydney, Australia
- Adji, T. N. 2004. *Kondisi Daerah Tangkapan Sungai Bawah Tanah Karst Gunung Sewu dan Kemungkinan Dampak Lingkungannya Terhadap Sumberdaya Air (Hidrologis) karena Aktivitas Manusia. Seminar UGK-BP DAS SOP*. Yogyakarta
- Ford, D. & P. Williams. 1992. *Karst Geomorphology and Hydrology*. London: Chapman and Hall.
- Ford, D. & P. Williams. 2007. *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. London: John Wiley & Son Ltd.
- George, V. 2007. *Interpretation Of VLF Measurments Related To Hydrogeological Surveys. Bulletin of the Geological Society of Greece*. 40: 595-596.
- Hadiwidjojo, M. M. P. 1994. *A Glossary of Geoscience and Geotechnology*. Jakarta: Gramedia Widiasarana Indonesia.
- Harmiansyah, J. 2016. *Identifikasi Resapan Air Tanah di Kawasan Utara Pegunungan Kendeng Daerah Sukolilo Kabupaten Pati dengan Metode Geolistrik*. Skripsi. Semarang: FMIPA Universitas Negeri Semarang.
- Haryono, E. & T. N. Adji. 2004. *Pengantar Geomorfologi dan Hidrologi Karst*. Kelompok Studi Karst. Fakultas Geografi UGM. Yogyakarta.
- Hobbs, W. H. 1912. *Earth Features and Their Meaning: An Introduction to Geology for the Student and the General Reader*. USA : Macmillan Company.
- Kaikkonen, P., 1979, Numerical VLF Modelling, *Geophysical Prospecting*, 27, 815-834.

- Khalil, M. A. & M. Santos. 2013. On The Depth to Anomaly Estimation Using Karous and Hjelt Filter In VLF-EM Data. *Arabian Journal of Geosciences*. 7:4355-4359.
- Koesoemadinata. 1987. *Reff Carbonate Exploration*. Diklat Kursus. Bandung: Institut Teknologi Bandung.
- Krous, M. & S. E. Hjelt. 1983. Linear Filtering Of VLF Dip angle Measurements, *Geophysic Prospecting*. 31: 782-794.
- Kusumayudha, S. B. 2005. *Hidrogeologi Karst dan Geometri Fraktal di Daerah Gunungsewu*. Yogyakarta: Adicita Karya Nusa.
- Liu, M., X. Xu, D. Wang, A. Y. Sun, & K. Wang. 2016. Karst catchments exhibited higher degradation stress from climatchange than the non-karst catchments in southwest China: Anecohydrological perspective. *Journal of Hydrology*, 535: 173-180.
- McNeill, J. D. & V. F. Labson. 1991. Geological Mapping Using VLF Radio Fields. *Investigations in Geophysics*, 3(2). 521-640.
- Milsom, J. 2002. *Field Geophysic-The Geological Field Guide Series*. London: John Wiley & Son Ltd.
- Murti, H. A. 2009. *Analisis Pendugaan Potensi Akifer dengan Metode Geolistrik Resistivitas Sounding dan Mapping di Kawasan Karst Kecamatan Giritontro Kabupaten Wonogiri*. Tesis. Program Studi Ilmu Lingkungan Program Pasca Sarjana. Universitas Sebelas Maret. Surakarta.
- Nugroho, B. & P. A. Pranantya. 2012. Klasifikasi Geoteknik Goa Sungai Bawah Tanah Daerah Seropan Wonosari-Gunungkidul, Daerah Istimewa Yogyakarta. Yogyakarta: *Prosiding Geomekanika*, 1: 2-3.
- Padmawidjaja, T. 2010. Identifikasi keberadaan cekungan air tanah ciomas, bogor, berdasarkan hasil pendugaan geolistrik. *Jurnal Sumber Daya Air*, 6(2). ISSN: 103-204.
- Rochman, J.P., Bahri, A.S., Hariyanto, Teguh, Anjasmara, I.M., 2014. Aplikasi Metode Vlf-Em Untuk Memetakan Struktur Bawah Permukaan Tanah (Studi Kasus Lusi Porong Sidoarjo). Salatiga: *Prosiding Seminar Nasional Sains Dan Pendidikan Sains IX Fakultas Sains Dan Matematika UKSW*, 5: 80-86.

- Surono, B.Toha, & I. Sudarno. 1992. *Peta Geologi Lembar Surakarta-Giritontro, Jawa*, Skala 1:100.000. Bandung: Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi.
- Suyanto, I. 2007. Analisis Data VLF (Very Low Frequency) Untuk Mengetahui Kemenerusan Pipa Gas Bawah Permukaan Di Gresik, Jawa Timur. *Jurnal Fisika Indonesia* , X1. ISSN: 169-179
- Telford, M. W., L. P. Geldarrd, R. E. Sheriff, & D. A. Keys. 1990. *Applied Geophysics*. London: Cambridge University Press.
- Trudgil, S. 1985. *Limestone Geomorphology*, Longman, New York. University Press, New York
- Van Bemmelen, R. W. 1949. *The Geology of Indonesia*. The Hague : Government Printing Office.
- Wahyuningrum, R. R., B. Legowo, & Darsono. 2013. Aplikasi Software 3 Dimensi Inversi Dalam Interpretasi Sebaran Air Tanah (Studi Kasus Dukuh Platarejo Dan Dukuh Selorejo). *Teori dan Aplikasi Fisika*, 1(2).
- White, W.B. 1988. *Geomorphology and Hydrology of Karst Terrain*. Inggris: Oxford University Press.
- Wibowo, M. 2006. Model Penentuan Kawasan Resapan Air untuk Perencanaan Tata Ruang Berwawasan Lingkungan. *Jurnal Hidrosfir*, 1(1): 1-7.